

赤外データを用いた強雨を伴う積乱雲クラスターの解析*

三木芳幸** 土屋 喬***

要 旨

活発な積乱雲クラスター内で強い降水が観測された例を, GMS の赤外データを用いて解析した. 積乱雲クラスターの発達により, 対流圏内の中層以上の全層にわたり $1\sim 6^{\circ}\text{C}$ 昇温し, 上層昇温が顕著であり圏界面は約 20 mb 上昇した. $30\sim 40\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ 程度の強い雨が観測された時点では, 積乱雲クラスターの雲頂が成層圏内へ 30 mb 程貫入していたとみられ, また, 圏界面近傍の積乱雲クラスターの断面積は 10^{-3} sec^{-1} のオーダーで拡大している.

1. はじめに

活発な積乱雲は, 鉛直方向に発達しているため雲頂温度も低く太陽光の反射も一般には強いので, 赤外画像でも可視画像でも容易に識別し得ることが多い. この種の雲は, 竜巻・雷雨・雹・集中豪雨・乱気流などの激しい気象現象の発生と密接に関連しているため防災上最も着目すべき雲である. このため, 気象衛星データの中でも特に赤外データ (T_{BB}^{****}) とこれら顕著現象の発生との関係が調査されてきている.

例えば, Stout 他 (1979) と Scofield・Oliver (1976) は, 降水をもたらす雲 (本論では, 以下単に降水雲という) の温度とその面積の変化が降水量 (強度) と良い対応を示すとした. Adler・Fenn (1979) は 5 分間隔で得られた積乱雲の雲頂温度を解析し, 雲頂温度の極小値と特定温度以下の雲頂の面積変化で定義した積乱雲の成長率は顕著現象の良い目安になることを示した. 同様なデータを用いて, Negri・Adler (1979) は, 圏界面温度 (212K) よりも冷たい雲頂高度を有する雲域内では強い雨 ($\sim 10^3\text{ m}^3\text{ sec}^{-1}$) が観測されることを示した.

一方, 積乱雲クラスターが激しい降水をもたらすことは, 長崎豪雨を扱った長谷川・二宮 (1984) にもみられるとおりである. 本論では, 事例解析を行って, 降水雲

の雲頂温度および雲頂の冷たい部分の面積変化と降水強度との関係を, 30~90 分間隔の赤外データ (GMS) を用いて調査した. その際, 対象とした積乱雲クラスターは長寿命であり, 赤外データでみた 1~2 時間の雲の変化は積乱雲クラスター全体の消長を表現し得ると仮定した. また, 対象雲の雲頂高度は 300 mb よりも上空であることから, 雲の表面から射出される放射エネルギーのうち, 衛星までの行程で水蒸気によって吸収されるエネルギー量は無視し得るとみなした (Anderson 他, 1969).

2. 事例解析

本論で扱う例は, 1980年7月10日の朝に発生した九州南部の強雨で, 降水をもたらした積乱雲クラスターは, GMS の赤外と可視の画像で識別される. これを第1図に示す. 第2図は, 第1図と同時刻の地上天気図で, 本州の南岸沖の梅雨前線が四国南岸から九州中部を経て中国大陸にのびている. 前線上の上海付近には低気圧があり, 台湾の南には台風7号があつて, 大陸東岸から日本の南海上にかけての前線の南には, 暖湿な熱帯気塊が流入し易い状況にあつたことが示される. 第1図を参照すると, 大雨をもたらした積乱雲クラスターは, 梅雨前線の南の暖域内にあつて前線に沿って連なる積乱雲クラスターの1つであることが分かる. 赤外データ (T_{BB}) による積乱雲クラスターの雲頂温度分布図を第

* An infrared data analysis of a Cb cluster with heavy rainfalls.

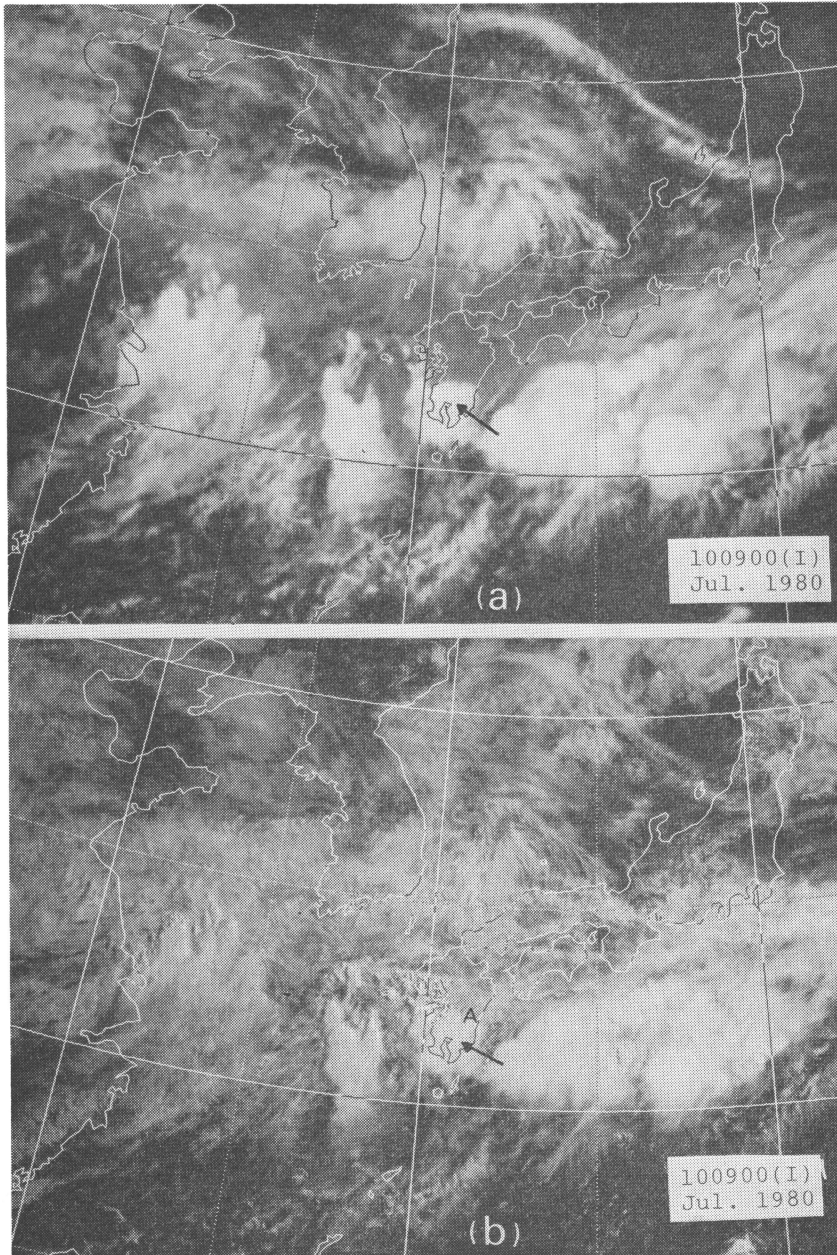
** Yoshiyuki Miki, 高松地方気象台予報課.

*** Takashi Tsuchiya, 気象庁予報部予報課.

——1985年4月22日受領——

——1985年10月4日受理——

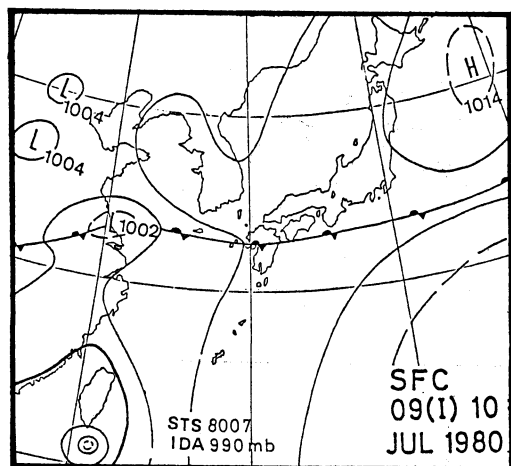
**** Black Body Temperature (相当黒体温度) で, 長波エネルギーを放射する物体が黒体であるとみなして, 到達放射エネルギーの流束から物体表面の温度を計算した値.



第1図 1980年7月10日09時のGMS画像。図中の矢印は対象の積乱雲クラスター。
 (a) 赤外画像, (b) 可視画像 (図中Aのすぐ西は積乱雲の雲頂が成層圏へ貫入している部分)。

3図に示す。06時には、2個の210K以下の低温域を持つクラスターで構成されている。90分後の07時30分には、これらは併合して210Kで囲まれる領域は増大し、最も低い雲頂温度は200K以下となった。この様なクラ

スター内のセルの併合による積乱雲の発達には、Scofield・Oliver (1976) が示した積乱雲クラスター同志の併合による急速な発達と類似の現象であろう。08時には、200K以下の領域は東南東進して縮少した。08時30分から09



第2図 1980年7月10日09時の地上天気図。

時にかけては、200K以下の雲域は分裂し、全体として東南東進した。

第4図は1時間降水量（以下、降水強度と称する場合もある）の分布図で、06時には、第3図でみた北の低温域に対応する降水域がみられる。06時から07時にかけては、 $40 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の強い降水が観測されており、この強雨域は、06時から07時30分の間に出現した200K以下の低温域に対応している。08時には $10 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の降水域は広がったが、極大域は分裂しつつあり、1時間降水量の極大値は $\cdot 30 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ となって前時間よりも弱まった。09時には、降水の極大域の分裂はさらに明瞭になり、第3図でみたように200K以下の低温域が8時30分から分裂を始めたことに対応しているようにみえる。降水強度は $20 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ とさらに弱まった。

このように、GMSの赤外データによる積乱雲クラスター内の雲頂温度とその分布は、クラスター内の降水強度や降水分布と良い対応を示している。

前線の南の暖域内における圏界面の温度（後述、第6図参照）にはほぼ相当する205K（ $\sim -68^\circ\text{C}$ ）の等温線に着目し、積乱雲クラスター内の低温域の変化を示したのが第5図である。06時から07時30分にかけては、当該低温域の拡大は明らかであり、07時30分から08時にかけても同様である。

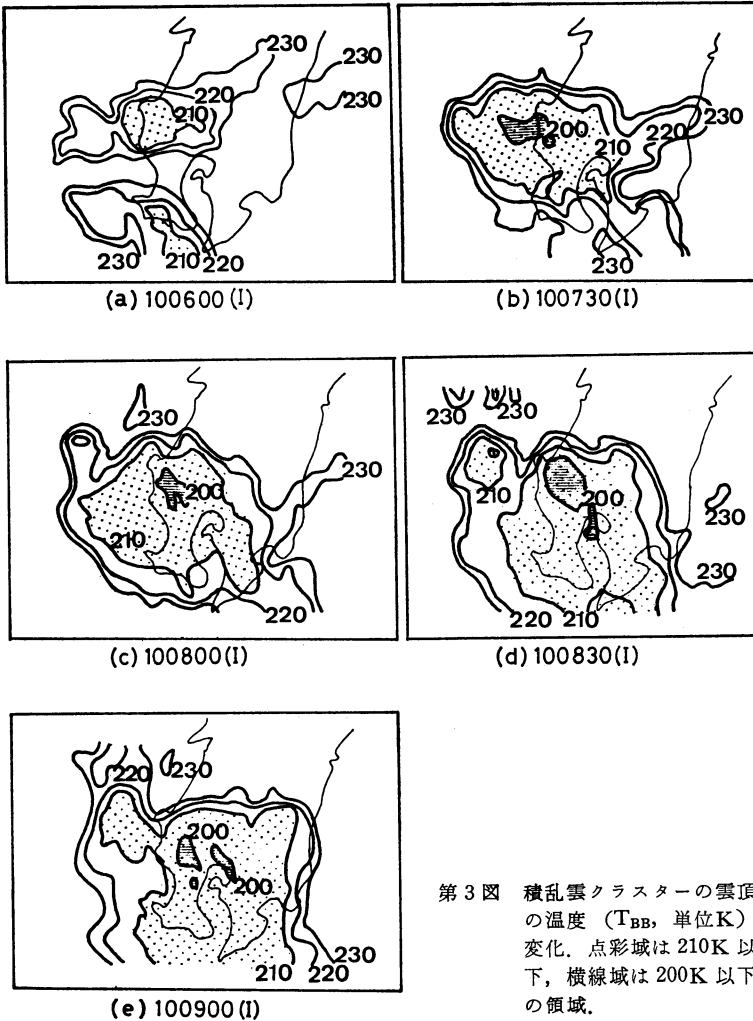
定常業務で得られたデータのみを用い、圏界面高度に近い雲頂の断面積の変化が降水強度とどのような関連があるかを調査した。205Kの等温線で囲まれる雲頂の面積を S （Cbクラスターの圏界面高度における断面積にはほぼ相当）とすれば、その時間変化 DS （単位 sec^{-1} ）は

$$DS = S^{-1}(dS/dt) \quad (1)$$

で表すことができる。得られた気象衛星データの時間間隔は不斉であったが、平滑化して1時間毎の DS を計算した結果を第1表に示す。

第1表によれば、 $30 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ の強い雨が降っている間の06時から08時にかけては、圏界面高度における積乱雲クラスターの断面積は、 10^{-3} sec^{-1} のオーダーで拡大していた。一方、降水強度が $20 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ へと弱まった時点では 10^{-5} sec^{-1} のオーダーになり、 S の拡大する割合が急速に小さくなっている。これはCbクラスターの急速な発達とその後の状態を示唆しており、発達する積乱雲クラスターが衛星画像上で示す一般的な特徴の1つと言える。嶋村（1979）は、沖縄付近で圏界面高度以上に発達する深い対流雲クラスターを調査した結果、圏界面付近の雲頂の断面積は $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ の割合で拡大し、3～6時間の寿命があることを示した。Negri・Adler（1979）は、同様に、圏界面高度における対流雲の断面積が 10^{-3} sec^{-1} のオーダーで増大する過程で顕著現象が発生していることを指摘している。本例は、これらの調査結果に矛盾するものではない。

積乱雲クラスターに最も近い高層観測所である鹿児島州の状態曲線によれば、10日09時には、ほぼ全層にわたり飽差は1K以下で、中層ではやや不安定ではあるが、その他の層では条件付不安定ないし安定な状態であった。これは活発な積乱雲が存在している時に通常観測される特徴である。第6図は500mbよりも上層の鹿児島州における状態曲線である。09日21時には、150mbを境に上層では非常に安定な状態となっており、この近傍に圏界面があるとみなしても良い。その温度は206Kである。活発な積乱雲クラスターが観測された10日09時には、400mbから上層では1～6Kの昇温があり、この現象は上層程顕著である。一方、名瀬の09日21時と10日09時の状態曲線は殆ど変わらず、09日21時の鹿児島州の状態曲線とほぼ同じであった（図省略）。名瀬は鹿児島州と同様に前線の南に位置していることおよび積乱雲クラスターから離れていることを考慮すると、鹿児島州での09日21時から10日09時にかけて中層から上層対流圏内でみられる全体的な昇温は、大規模スケールでの大気状態の変化ではないことを示している。一方、10日09時の状態曲線では120mb付近に安定層がみられる。東経130度に沿う当該時刻およびその12時間前における断面図（図省略）を検討した結果では、鹿児島州近傍に前線を解析し得る状態ではないので、鹿児島州での100mb付近の状態



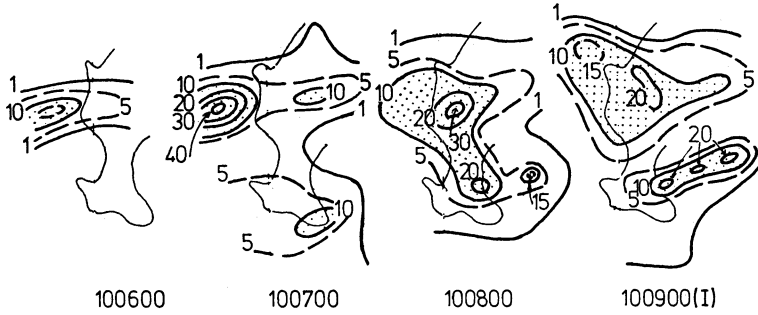
第3図 積乱雲クラスターの雲頂の温度 (T_{BB} , 単位K) 変化. 点彩域は 210K 以下, 横線域は 200K 以下の領域.

曲線のこのような変化は、活発な対流活動に伴う局所的な変化と解釈し得る。

同一気団内におけるある地点の圏界面温度は、前線近傍を除けば12時間程度で大きく変化することは稀なので、10日09時における鹿児島島の圏界面高度を128 mb (206 K) とみなすことができ、過去12時間に圏界面が約20 mb 上昇している。すなわち、活発な対流活動に伴う鉛直熱輸送により、鹿児島では中層から上層対流圏が全層にわたって昇温し圏界面も上昇したと考えることができる。

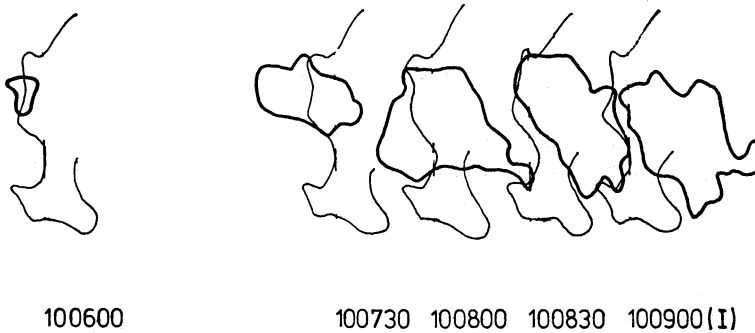
積乱雲クラスター内の雲頂温度の極小値は200 K 以下であるから (第3図参照)、圏界面の温度よりも6 K

以上低い。雲の粒子と周辺の空気塊が温度平衡の状態にあったと仮定すれば、積乱雲クラスターの雲頂は約100 mb に達し (第6図参照)、成層圏内へ約30 mb も貫入していたとみなすことができる。一般に、積乱雲クラスターなどから本例のような強い降水をもたらされる時には、この貫入の現象が観測されることが多いと言われている (例えば Scofield・Oliver, 1976)。一方、本例では、第1図 (b) の可視画像内の鹿児島近傍では、この貫入の現象は明瞭ではない。その原因は、衛星画像の撮像時刻と高層観測時刻の違いおよび積乱雲クラスターの貫入の時・空間規模、衛星に搭載されているセンサーの空間分解能など、いくつか考えられる。



JULY 1980

第4図 アメダスデータによる降水分布図の時間変化 (単位は $\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$). 点彩域は1時間降水量 $10 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の領域.



第5図 積乱雲クラスター内における 205K 以下の冷たい領域 (雲頂) の時間変化.

第1表 205K の等値線で囲まれた雲頂の時間変化と降水強度 (前1時間降水量) との関係.

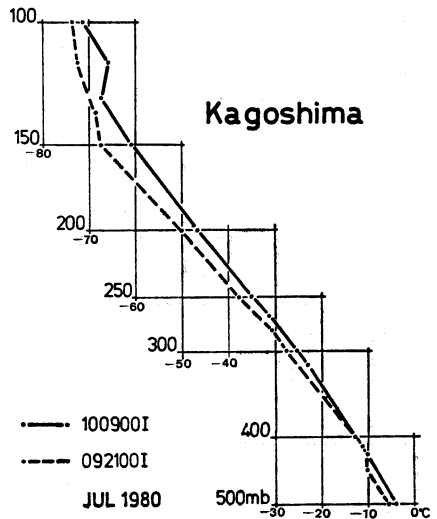
時刻 (I)	0600—0700	0700—0800	0800—0900
降水強度 ($\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$)	40	30	20
断面積の拡大率 (sec^{-1})	1.01×10^{-3}	1.32×10^{-3}	1.31×10^{-3}

3. おわりに

梅雨前線の近傍で発達した積乱雲クラスターは、大雨をもたらすことが多い。その一例を解析することにより、以下のことが明らかになった。

(1) 積乱雲クラスター近傍では、中層から上層対流圏の全層にわたって $1 \sim 6^\circ\text{C}$ の昇温がみられる。この昇温は上層程顕著で、圏界面高度は約 20 mb 高くなった。

(2) 積乱雲の雲頂温度は、周辺の圏界面の温度よりも



第6図 鹿児島の状態曲線.

低く、雲頂は成層圏へ30 mb 程貫入している。

(3) 30~40 mm・hr⁻¹の注意報ないし警報級の強雨が観測されている間、圏界面高度近傍における積乱雲クラスターの断面積は10⁻³ sec⁻¹のオーダーで拡大している。

本論は、気象衛星センターで現業的に得られる衛星データを主に用いて積乱雲クラスターと降水量の関係について解析した例である。結果は、これまでに指摘された観測事実と矛盾するものではない。

積乱雲や積乱雲クラスター内の低温域の広がりや、定性的ではあるが降水強度と関連づけて考えることは、Sikdar (1972) が圏界面高度にまで発達した積乱雲から流出する網雲の広がりが雲域内の上昇気流の強さの指標とみなして、これを降水量と結びつけた概念と類似する。また、衛星データによる降水の見積り法が各種ある(土屋, 1984) 中で、ある雲域の低温域の時間変化は降水を見積もる際に無視し得ない重要な要素であることをStout 他 (1979) は指摘している。これらのことは、気象衛星データを降水量の見積りやナウキャスト・注警報発表の際に利用するとき、圏界面付近における雲頂の断面積の変化が着目すべき1つの要素になり得ることを示唆している。

今後、定常業務における気象衛星データの時間分解能が改善され、より多くの波長帯のデータが取得できるようになれば、衛星データによる降水の見積り法や短時間予報への新たな利用法の開発が期待される。

謝 辞

本論をまとめるにあたり、励ましと適切な助言をいただいた山下洋博士(前横浜地方気象台長)と気象衛星センター解析課長榎間道夫氏に深く感謝します。

文 献

- Adler, R.F. and D.D. Fenn, 1979: Thunderstorm intensity as determined from satellite data, *J. Appl. Met.*, **18**, 502-507.
- Anderson, R.K., J.P. Ashman, F. Bittner, G.R. Farr, E.W. Ferguson, V.J. Oliver and A.H. Smith, 1969: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Technical Report, NES-51.
- 長谷川隆司・二宮洗三, 1984: 静止気象衛星からみた長崎豪雨(1982年7月)の特徴, *天気* **31**, 565-572.
- Negri, A.J. and R.F. Adler, 1979: Relation of satellite based thunderstorm intensity to radar-estimated rainfall, *J. Appl. Met.*, **20**, 288-300.
- Scofield, R.A. and V.J. Oliver, 1976: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery, NOAA Technical Memorandum NES-86, 47 pp.
- 嶋村 克, 1979: GMS 画像に現れる深い対流活動, *天気*, **26**, 243-245.
- Sikdar, D.N., 1972: ATS-3 observed cloud brightness field related to a meso- to synoptic-scale rainfall pattern, *Tellus*, **24**, 400-413.
- Stout, J.E., D.W. Martine and D.N. Sikdar, 1979: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images, *Mon. Wea. Rev.* **107**, 585-593.
- 土屋 喬, 1984: 気象衛星データによる降水の見積り法, *天気*, **31**, 607-623.

第23回理工学における同位元素研究発表会のお知らせ

関係諸学協会の共同主催で、標記の研究発表会を開催いたします。この研究発表会の目的は、異なった専門分野の研究者が一堂に会し、同位元素および放射線の利用の技術を中心とした研究、およびその技術の基礎となる研究の発表と討論を行い、各専門分野間の知識と技術の交流を図ろうとするものであります。会員各位におかれましては奮ってご応募、ご参加下さることを希望いたします。なお、発表は口頭発表とポスター発表とします。

会 期 昭和61年7月1日(火)~7月3日(木)
会 場 国立教育会館(東京都千代田区霞が関 3-2-3 文部省となり)

発表申込 所定の申込書(1件1通)によりお申し込み

下さい。所定の申込書は下記あて請求して下さい。

〒113 東京都文京区本駒込 2-28-45

日本アイソトープ協会内

理工学における同位元素研究発表会運営委員会
TEL. (03) 946-7111(代) 内線 261

発表申込締切 昭和61年2月28日(金) 必着

講演要旨 講演要旨集を発行します。発表申込みがあり次第、所定の原稿用紙をお送りします。口頭発表、ポスター発表とも1件につき原稿用紙1枚です。

講演要旨原稿締切 昭和61年4月15日(火) 必着